

台灣梅雨季之豪雨研究

陳泰然

國立台灣大學大氣科學系

(中華民國八十三年八月十五日收稿；中華民國八十三年九月八日定稿)

摘 要

梅雨為災變天氣的主要理由，為其伴隨之豪雨／暴洪可導致嚴重的財物損失及人員傷亡。梅雨季的豪雨，因預報能力仍低，在作業上為一大挑戰，在學術研究上為一複雜有趣的課題。為期10年(1983～1993)的「台灣地區中尺度實驗計畫」(TAMEX)的實施，提供了台灣梅雨季豪雨有關的中尺度現象問題絕佳的研究機會。本文主要目的在回顧與評介近年來有關這方面的研究，並對未來的豪雨研究提出一些建議。

首先討論豪雨之時空分佈，其次比較不同研究方法與不同性質之研究，在有關於豪雨問題基本了解之相對重要性。最後針對梅雨鋒面系統與豪雨、低層噴流與豪雨、中尺度低壓與豪雨以及地形效應與豪雨等問題，以TAMEX實施前與實施後做為約略畫分，以回顧及評介研究成果及研究趨勢。

關鍵詞：豪雨、梅雨鋒、低層噴流、中尺度低壓、地形效應、局部環流

一、前 言

台灣地區之降水量季節分佈顯示，5月中旬至6月中旬存在一相當顯著的相對最大值，且由北往南由次高峰變為主高峰(陳與吳，1978)，此期間即為台灣之梅雨期(或稱梅雨季)。陳(1981)分析1950～1980年梅雨季(5月19日～6月18日)台灣各地梅雨顯著性，發現雖中南部地區梅雨最顯著，降水量最多，但逐年變化亦大，較不穩定。北部與南端亦十分顯著，東部較不明顯。導致此種氣候上降水量集中現象的主要原因，乃是在此春末夏初季節轉換期間之近似滯留梅雨鋒面所伴隨的雲帶，圖1為台灣梅雨期(5月15日～6月15日)及長江流域梅雨期(6月16日～7月15日)850 hPa鋒面出現頻率(陳，1988b)。顯見梅雨鋒最大頻率區主軸於 120° E以東呈東北東—西南西走向，以西幾呈東西走向，且隨季節北移，最大值於台灣梅雨期分佈於九州南方海面、台灣北部海面與貴州等地區。此滯留鋒面常伴隨連續雲帶，除導致連續性或間歇性降水之外

，亦常導致豪雨與暴洪。王等(1985)分析1960~1984年中央氣象局所屬24個測站之豪雨出現頻率分佈，發現除伴隨颱風者外，主要發生在5~6月之梅雨季，特別是在5月中旬至6月中旬發生機率最高。陳與紀(1978)分析1972~1977年台灣梅雨季豪(大)雨與地面鋒之關係，發現北部地區發生豪(大)雨最大機率為鋒前100公里至鋒後200公里範圍內，南部地區則出現在鋒前200~300公里處。

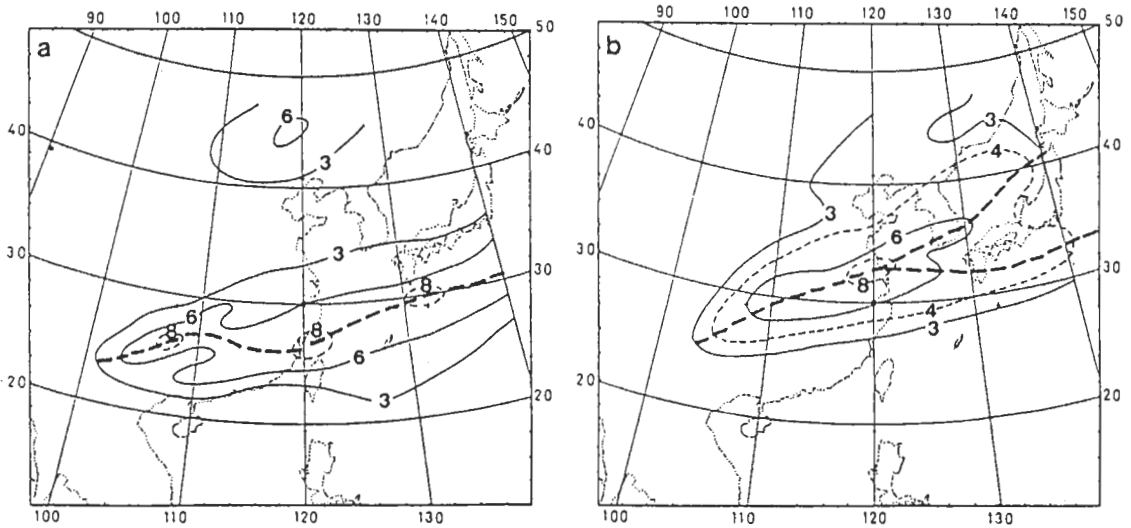


圖1 1975~1986年(a)台灣梅雨季(5月15日~6月15日)與(b)長江流域梅雨季(6月16日~7月15日)850 hPa鋒面頻率分佈。鋒面頻率以每12小時及 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 經緯度網格分析,粗虛線為最大主軸(陳,1988b)。

梅雨為台灣地區災變天氣最重要理由，為其伴隨的豪雨導致嚴重災害。為了透過基礎研究與應用研究，增進對梅雨季劇烈區域性豪雨之了解，以改進豪雨預報能力，減少豪雨所帶來的損失，並增加水資源利用之經濟效益，故有「台灣地區中尺度實驗計畫」(Taiwan Area Mesoscale Experiment; TAMEX)之實施(陳, 1985; 吳與陳, 1987; Kuo and Chen, 1990)。有關為期十年(1983~1993)之TAMEX計畫之整體檢討與評估，可參閱陳與謝(1993)，其中科學成果方面之評估，包含梅雨鋒面的中尺度結構、中尺度對流系統的結構與演變以及台灣地形對氣流與降水系統的影響等主題。此外，Chen(1992)曾對TAMEX實施前與實施後，有關台灣梅雨季中尺度現象之研究成果進行回顧與評介，Lin(1993)則針對有關台灣地形對氣流及中尺度系統影響之研究成果進行回顧與展望。有關梅雨期可應用於豪(大)雨預報的研究結果，可參閱曲與任(1986)及戚(1987)的綜合檢討與評介，蔡與盛(1989)的TAMEX期間大雨預報校驗以及Post-TAMEX預報實驗作業手冊(1992)，而梅雨研究的回顧，可參閱陳(1988a)與Chen / G.T.J.(1990)。本文主要目的則在針對台灣梅雨季之豪雨研究，進行回顧、評估與展望。

陳等(1991)曾對台灣地區現階段豪(大)雨預報能力進行評估，表一為1977~1989年中央氣象局對整個台灣地區非颱風豪(大)雨預報(≥ 50 公厘/天)之前估、後符與TS值，其中不論對任一地區所發佈之豪(大)雨特報，只要臺灣地區有任一測站在預報期限內出現 ≥ 50 公厘/天之降水量，即為成功之預報。顯見，TS值之年際變化甚大，1981年之0.38最高，1987年(TAMEX

年)0.28亦為相對高值，1989年0.04最低。若以5年平均而言，1977~1981年為0.16，1982~1986年為0.21，1987~1989年為0.15，似無明顯隨時間改進傾向。各年前估均較後符為小，亦即預報應驗之機率較豪雨發生前可預報之機率為高。此顯示豪(大)雨發生時，若為綜觀過程主宰時，已較能準確掌握適時發佈預報，且常能應驗，但若為中尺度過程主宰時，則甚少機會能事前掌握，正符合TAMEX之原始目標及1992年Post-TAMEX預報實驗之基本理由。李(1992)對1992年預報實驗之校驗顯示，在定量雨量預報方面，1~3小時最大累積雨量出現地區掌握能力在50%以上，而雨量誤差在10公厘以下之準確率在70%以上，但12~24小時豪(大)雨潛勢預報能力仍低，顯見對中尺度氣象過程之研究仍有待加強。

表一 1977~1988年全島非颱風豪(大)雨預報(≥50公厘/天)之前估、後符與TS值,其中觀測值為不論中央氣象局有無發佈特報均以包含(陳與謝等, 1991)。

分 次 年 份	預報 F值	觀測 O值	應驗 C值	前估 (C/O)%	後符 (C/F)%	TS得分 (0-1) C/(F+O-C)
1977	12	71	10	14.08	83.33	0.14
1978	16	86	6	6.98	37.50	0.06
1979	12	69	6	8.70	50.00	0.08
1980	26	57	10	17.54	38.46	0.14
1981	47	80	35	43.75	74.47	0.38
1977-81	113	363	67	18.46	59.29	0.16
1982	33	68	23	33.82	69.70	0.29
1983	30	85	21	24.71	70.00	0.22
1984	35	95	20	21.05	57.14	0.19
1985	37	102	25	24.51	67.57	0.22
1986	34	78	13	16.67	38.24	0.13
1982-86	169	428	102	23.83	60.36	0.21
1987	34	70	23	32.86	67.65	0.28
1988	23	99	16	16.16	69.57	0.15
1989	29	89	5	5.62	17.24	0.04
1987-89	86	258	44	17.05	51.16	0.15

顯然，梅雨季的豪雨不僅是預報作業上極具挑戰性的問題，也是在學術研究上非常複雜且有趣的問題，它牽涉到大氣裡不同時間與不同空間尺度的環流系統與物理/動力過程。在作業上，豪(大)雨有其確切的定義，中央氣象局以一地區之時雨量達15公厘或以上及日雨量達130公厘以上者，定義為豪雨；以時雨量達15公厘或以上及日雨量達50公厘以上者，定義為大雨。唯一般在研究上所採用之豪(大)雨標準並未有普遍之一致性，常有以日雨量達100公厘為豪雨者(參閱：曲與任，1986;陳，1988a)，吳與陳等(1984)曾試圖由氣象及水稻災害觀點定義豪雨，發現以3小時大於20公厘或6小時大於30公厘之累積雨量定義豪雨，似較日雨量大於100公厘更為理想。本文有關豪雨研究之評介，將不刻意區分不同定義所可能產生之差異，而將注重在豪雨之氣候特徵、豪雨研究之方法與性質、鋒面系統與豪雨、低層噴流與豪雨、中尺度低壓與豪雨、以及地形效應與豪雨等方面科學研究成果的回顧與評介，並將1987年TAMEX實驗執行年作為時間區隔的約略畫分。

二、氣候特徵

(一)空間分佈

王等(1985)分析1960~1984年5~6月豪(大)雨(中央氣象局定義)空間分佈,在3個測站以上同時滿足定義的142次豪(大)雨個案中,各測站出現豪(大)雨日(次)數分佈,如圖2a所示,≥15公厘/時之次數分佈,如圖2b所示。顯見,豪(大)雨日數以阿里山最多,最大主軸由台南至阿里山呈東北-西南走向,北部地區則以新竹為最多。時雨量≥15公厘之次數,分佈與豪(大)雨日數分佈相似,山區較平地為多,中央山脈以西較以東為多。陳與楊(1988)採用任何24小時內累積雨量達100公厘者為豪雨條件,以避免以日雨量定義時常因時間(0100~2400LST)之限制,使一些生命期超過一天或跨越兩天之豪雨個案產生遺漏現象,圖2c為其在1975~1984年5~6月各測站326次豪雨之空間分佈。顯見,此種分佈與王等(1985)者相似,頻率最大區在西南部阿里山至嘉南平原,次大區在西北部之新竹地區。若以地區畫分,則以高山地區頻率最高,中央山脈以西之北、中、南部次之,山脈以東之東部地區及島嶼最少,顯示地形影響與梅雨季低對流層盛行氣流(西南風)在豪雨發生之重要性。台南至阿里山之頻率最大主軸,平行於盛行風且幾垂直於地形坡度最大區之走向,亦顯示地形效應之重要性。陳(1985)分析台灣北部地區1965~1984年5~6月梅雨季之豪雨,發現除颱風影響及單站局部性豪雨外有35次,平均每年約1.8次。而一小時降水量最大值出現之測站,有21次(57%)發生在新竹,亦顯示地形之直接及/或間接效應之重要性。曾與曲(1989)利用北部地區各單位所屬91個測站雨量資料,分析1979~1986年8個梅雨季豪雨個案之大雨(≥15公厘/時)空間分佈,發現大雨中心可發生在大屯山區、基隆河中游、南北勢溪、大漢溪及桃竹地區,並以發生在桃竹地區之機率最高,顯示局部地形效應在決定大雨發生之重要性。

(二)日夜變化

陳(1985)分析的37次北部地區豪雨個案,其起始時刻(時雨量達10公厘)有27次(73%)發生在夜間至清晨時段(2100LST~0800LST),僅有10次(27%)發生在其餘白天時段,顯見豪雨之發生頻率有明顯之日夜變化。陳與楊(1988)分析台灣各地區之豪雨起始時刻,發現其頻率分佈除東部與島嶼外,在各地區亦均具有顯著的日夜變化,如圖3所示。各區午後2~3點之最大頻率及凌晨3~5點之最大頻率均極明顯,而南部與高山地區之上午10~11點最大頻率亦十分顯著。此種日夜變化分佈顯示,局部環流與大氣穩定度之變化對梅雨季豪雨之發生均有重要角色。

三、豪雨研究之方法與性質

梅雨季豪雨研究依其基本性質可分成觀測研究與數值模擬研究兩大類別,若依其使用資料的差別,則可再細分為多種不同的方法或手段。在觀測研究方面,使用的資料不外乎地面觀測、高空觀測、衛星資料與雷達資料等,但因研究目的的差異,使資料之使用有主從之分。在天氣動力過程方面的探討,通常以地面與高空觀測為主,以衛星與雷達資料為輔;而在降水系統

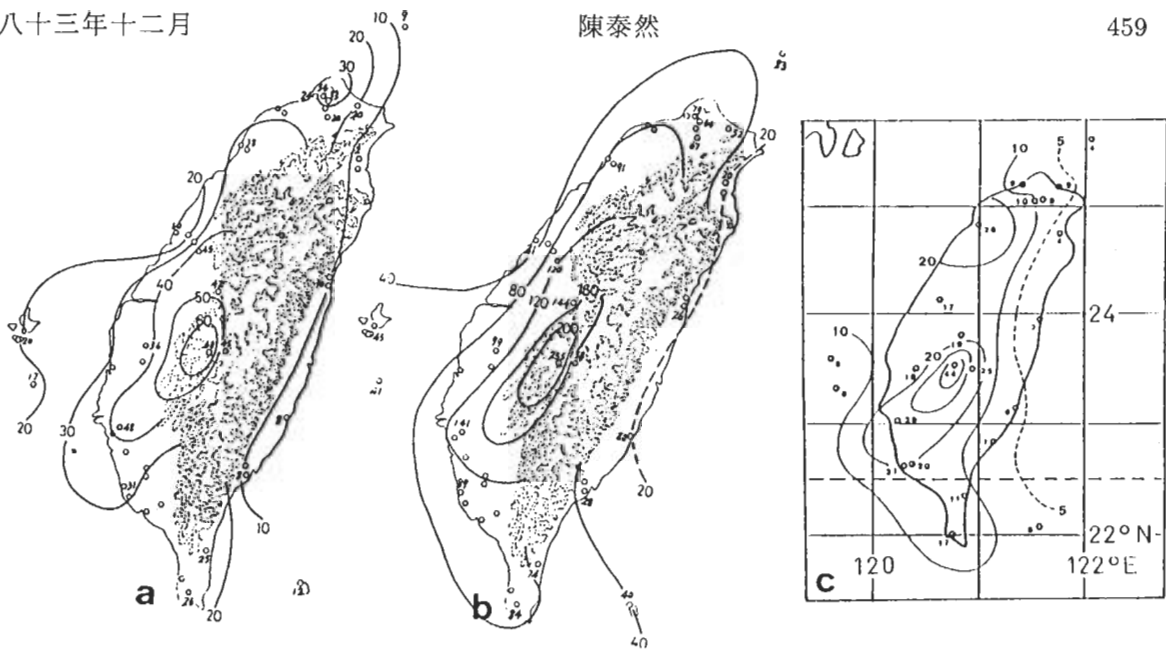


圖2 1960~1984年5~6月同一日內3個測站以上出現豪(大)雨之142次個案, (a)各測站出現豪(大)雨之日數與(b)各測站出現 ≥ 15 公厘/小時之次數(王等, 1985)以及(c)1975~1984年5~6月各測站326次豪雨個案(陳與楊, 1988)之空間分佈。

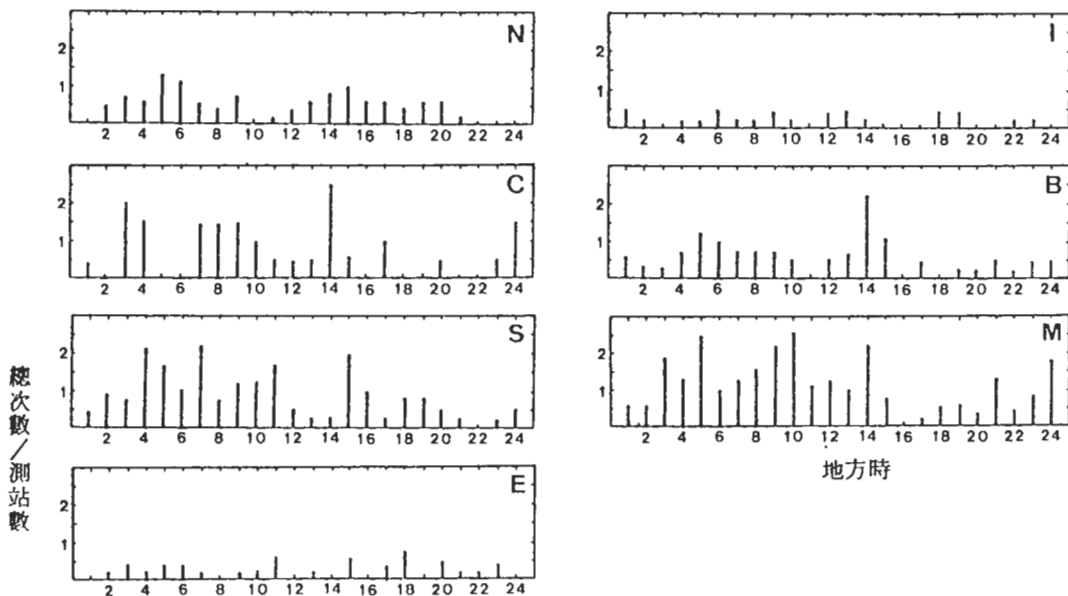


圖3 1975~1984年5~6月,各區域豪雨個案開始時間逐時(X軸;地方時)次數常態化(Y軸;總次數/測站數)分佈。N為北部地區,包括基隆、淡水、台北、松山機場與新竹等5站;C為中部地區,包括台中與嘉義2站;S為南部地區,包括台南、高雄、高雄機場與恆春等4站;E為東部地區,包括宜蘭、花蓮、新港、台東與大武等5站;I為島嶼,包括彭佳嶼、澎湖、東吉島與蘭嶼等4站;B為盆地,包括台北、松山機場、台中與日月潭等4站;M為高山,包括玉山、阿里山與日月潭等3站(陳與楊,1988)。

或降水過程方面的研究，則以衛星及 / 或雷達資料為主，以地面或高空觀測為輔。例如:Chen et al.(1986;1987)對1985年5月28~29日台灣南部豪雨個案之探討，紀與陳(1988)以及Chi and Chen(1989)對1981年5月27~28日桃竹苗豪雨個案之診斷分析，以及鄧等(1992)對1990年6月9日北部地區豪雨個案之探討等，皆是屬於前者之典型例子。這些均以探討天氣動力過程及大氣環境條件為主要目的，故所使用及分析之資料以地面及高空觀測為主，以衛星及雷達觀測為輔。朱與陳(1988)對於台灣地區7個豪雨個案之中尺度對流系統環境探討，鄧與陳(1990)對於1973~1989年在台灣附近春末夏初9個颱風個案之環境條件分析，以及Chen and Chou(1993)對TAMEx 颱風系統環境條件之合成診斷分析等，亦可歸於此類。

以衛星資料為主探討降水系統的研究，在期刊上發表者仍屬少見，紀與陳(1989)對於TAMEx第一階段密集觀測之對流與降水研究，是此類型的一個例子。1987年TAMEx計畫的執行，使得利用都卜勒雷達資料，以探討豪雨與降水系統之研究蔚為風氣，而使得我們對於對流系統內部環流、組織及動力過程增加很多了解。例如:Wang(1989)、Wang et al.(1990)、Lin et al.(1990)與Lin et al.(1991)對於TAMEx IOP2 颱風個案的探討，以及Lin et al.(1989)、Lin et al. (1992, 1993)與周等(1990)對TAMEx IOP13 鋒面對流雨帶的研究等，均係以利用都卜勒雷達回波資料為主，以探討降水系統內部結構與演變過程的典型例子。而Wang(1988)對1986年第一階段TAMEx 2個降水系統的研究，雖當時仍未有都卜勒雷達之使用，但亦為以雷達回波資料為主以研究豪雨的一個例子。以下將以兩個案例，說明如何利用都卜勒雷達資料，以探討對流系統之結構與動力。圖4為周等(1990)利用雙都卜勒雷達，對於TAMEx IOP13 個案橫跨鋒前對流區之剖面回波、風場與垂直速度、風場結構分析。顯見在鋒前北來冷空氣與南來暖濕空氣在低對流層產生強烈輻合，提供對流所需的舉升運動與水氣來源。上升運動於中高對流層各有一極大值，且最大值主軸與回波均向鋒前傾斜，顯示不利於對流繼續維持。圖5為Wang et al.(1990)利用雙都卜勒雷達，對於TAMEx IOP2 個案橫跨鋒前南北走向颱風之剖面回波、風場與垂直結構分析。顯見在低對流層(0~4km)對流上沖流($\geq 9ms^{-1}$)向西傾斜，進入颱風後緣之層狀降水區，相當強盛且深厚的“由後向前氣流”(rear-to-front inflow)由系統前緣之後方而來，前緣u分量之顯著改變更顯示密度流形式之結構。

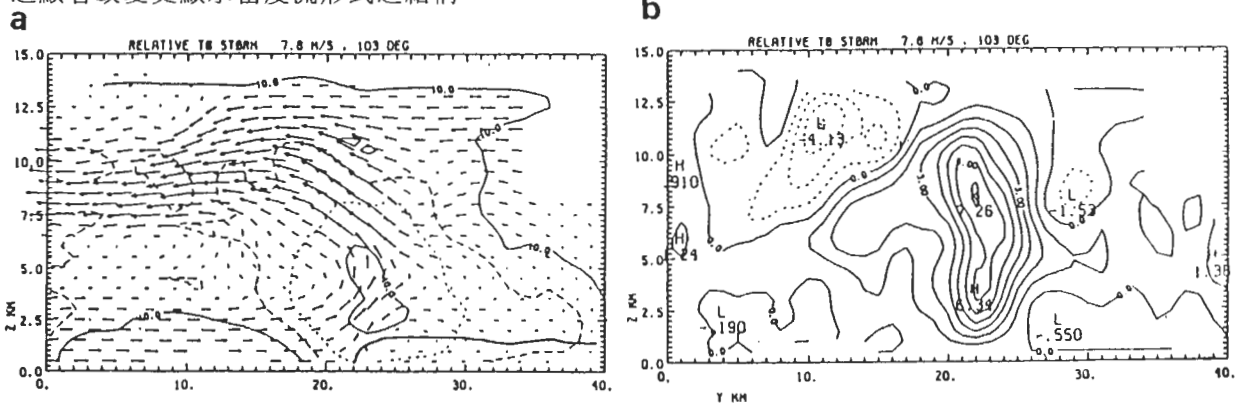


圖4 1987年6月25日0235 LST使用CAA與CP-4雙都卜勒雷達所觀測之TAMEx IOP13 鋒前對流垂直剖面之(a)相對於風暴之風場與回波(dBz)與(b)垂直速度(ms^{-1} ; 實線為上升, 虛線為下降)分佈。Y軸由左至右約為東南—西北走向, 切在兩個對流胞中間。(a)內粗實線為跨鋒氣流為零之等值線, 即鋒面位置(周等, 1990)。

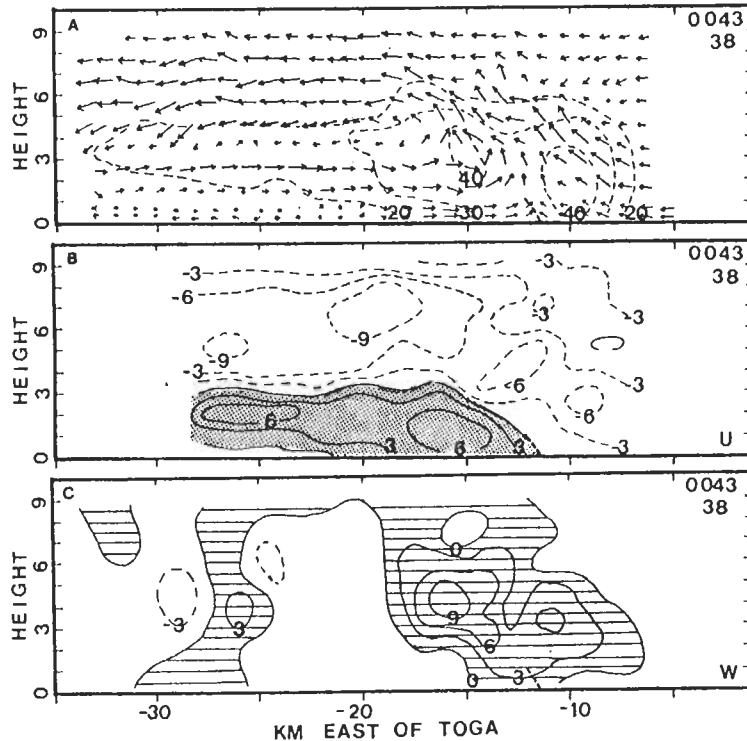


圖5 1987年5月17日0043 LST使用CP-4與TOGA雙都卜勒雷達所觀測之TAMEX IOP 2鋒前南北走向之飈線北端垂直剖面之(a)相對於風暴之風場與回波(dBz),(b)橫跨飈線之風分量(u ; ms^{-1})與(c)垂直速度(ms^{-1} ;陰影區為上升)。傾斜之粗虛線表陣風鋒面(Wang et al., 1990)。

在數值模擬研究方面所使用的模式，可區分為中尺度模式與雲模式兩大類別，前者使用3維實測資料，經客觀分析與初始化後提供模式初始值，進行積分，其過程恰如例行作業之數值預報；後者則利用單站探空觀測或理想探空資料做為初始值，以進行2維或3維模式積分。Kuo and Anthes(1982)對於1975年6月11~12日個案梅雨鋒降水系統之研究以及宋(1994)對於TAMEX IOP2降水系統的探討，均是前者的典型例子。Chen(1989;1991)與Tao et al.(1991)對於TAMEX IOP2以及Chen et al. (1991)對於IOP8降水系統之2維模擬研究以及Chen and Chan(1994)對於TAMEX IOP11降水系統之3維模擬研究，則均為後者的例子。圖6為Chen(1991)利用2維雲模式，以探討TAMEX IOP2飈線內對流系統演變數值模擬研究之例子。顯見對流胞M10在飈線前緣增強，對流胞M9在西側已減弱，更西邊的M8及M7(已在圖外)進入消散期，所有對流胞均移向系統之後方。溫度場分析顯示(圖未示)，伴隨M10之上沖流高層溫度較高，而在M10與M9之間的上沖流則溫度較低。

對於梅雨季豪雨的研究，在TAMEX計畫實施以前，多偏重在以利用地面與高空觀測資料的個案研究，例如：1981年5~28個案(丘等，1982;梁等，1986;紀與陳，1984;張等，1982;陳景森，1986;劉，1982)，1984年6~3個案(丘與劉，1985a, b;吳與王，1985;梁等，1986;陳景森，1986;陳來發，1986)，1984年6~10個案(吳與王，1985;梁等，1986)，以及其他豪雨個案(王，1978;王與丘，1984;李，1982;俞等，1982;楊與郭，1984)，或是對於豪雨之綜觀氣候研究(王與丘，1984;曲等，1983a, b;俞與黃，1975;陳，1985;劉，1981;劉與葉，1985)。TAMEX計

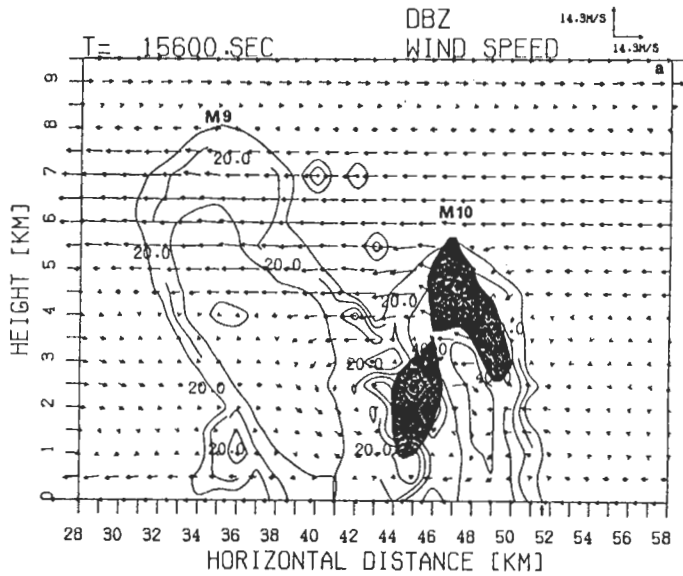


圖6 1987年5月16日1400 LST為初始值,在4.5小時後模式產生之回波(dBz)與相對於風暴之氣流。陰影區為上升運動 $> 2 \text{ m s}^{-1}$,在X軸51.5公里處之箭頭表地面陣風鋒面(即位溫較初始值低1K), M9與M10表對流胞(Chen, 1991)

畫實施以後,不論在研究方法或研究性質方面,均有顯著的改變。由上面之探討可見,目前台灣梅雨季的豪雨研究,顯然已經是觀測診斷分析與模擬研究齊頭並進,且天氣動力與降水過程方面的探討同時兼顧。我們認為未來繼續以不同觀點探討梅雨季的豪雨問題,透過基礎研究增進了解,將有益於豪雨預報準確度的提高。

四、鋒面系統與豪雨

台灣地區梅雨期內,每年平均約有4~5道鋒面系統影響台灣地區並帶來降水,鋒面之平均生命史約8天,頻率最大主軸隨季節北移(陳與紀, 1978; 陳與蔡, 1980; 陳, 1988b; Chen and Chi, 1980)。梅雨鋒面附近因低層輻合而產生上升運動,形成一條幾乎連續的雲帶,導致連續性或間歇性降水。雲帶南半部因在西南暖溼且不稳定氣流內,故易產生積雲對流而導致局部地區之豪雨現象。梅雨鋒面對於對流之影響,不僅在提供有利對流發展之環境條件,亦提供中尺度強迫機制以激發對流。TAMEX計畫實施之前,梅雨鋒面與豪雨之密切關連已為我們所熟知。陳與紀(1978)發現,梅雨鋒面南側大氣通常均為對流性不穩定,而Chen(1979a)則發現在梅雨雲帶內之積雨雲對流水氣來源,中尺度輻合比大尺度過程更為重要。陳與紀(1978)以日降水量 ≥ 25 公厘之機率大於50%者,及平均日降水量 ≥ 10 公厘者為鋒面影響範圍之標準,發現兩種定義結果一致,北部地區為鋒後300公里至鋒前400公里,南部地區則為鋒後200公里至鋒前500公里,各地影響範圍平均皆為700公里,此為梅雨雲帶之平均寬度,如圖7所示,鋒面豪雨亦均在此範圍內發生。

陳(1978)分析之梅雨個案地面鋒位置，發現台灣東側鋒面先於西側鋒面移至較低緯度後近似滯留，顯然鋒面與地形之交互作用亦為一有趣之問題。吳與王(1985)之台灣北部鋒面豪雨個案分析，發現1984年6月3日之豪雨／暴洪，為鋒面移至北部西側海上時衍生中- β 尺度波動，致使位於暖區之台灣北部引發多個雷雨胞，因地形增強西南氣流而使雷雨加劇。同年6月10日之豪雨／暴洪，鋒面遭受北部地形扭曲，兼接近時係在午後對流最為旺盛時，故雷雨成災。陳與俞(1990)研究TAMEX第一階段實驗之鋒面豪雨個案，發現鋒面為豪雨之重要因子，但鋒面之特徵差異無法解釋豪雨之時空分佈特徵。1987年TAMEX實驗期間，影響台灣地區的10道鋒面系統中，有3道鋒面伴隨豪雨，即5月17日(IOP2)、6月8日(IOP8)與6月25日(IOP13)的豪雨個案(吳與陳，1987)。這些豪雨個案的中尺度對流系統之結構與演變廣泛引起學者們研究的興趣(例如:Lin et al., 1989; Lin et al., 1990、1992、1993; Wang et al., 1990; Chen, 1991; Chen et al., 1991; Tao et al., 1991; Jou and Deng, 1992)，但是鋒面在決定豪雨形成之確切角色，目前仍是未解的課題。梅雨鋒面系統與豪雨之密切關連，亦顯現於850與700 hPa上之風切／槽線，圖8為1965~1984年5~6月台灣北部35個豪雨個案，於豪雨發生前36小時至發生後24小時之槽線頻率最大主軸分佈(陳與吳，1985)。顯見其向東南偏移之特徵，而豪雨發生在槽線移近台灣北部之時，在台灣鄰近地區軸線呈東西走向，反應該區梅雨鋒面系統較呈東西走向之性質。

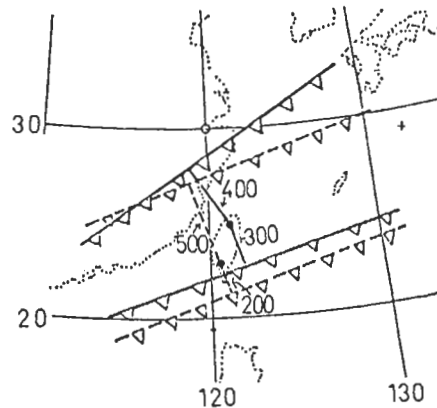


圖7 影響台灣北部(實線)與南部(虛線)降雨之鋒面系統範圍。圖內黑點表示北部與南部之代表位置,數字為鋒面至此位置之距離(km)(陳與紀, 1978)。

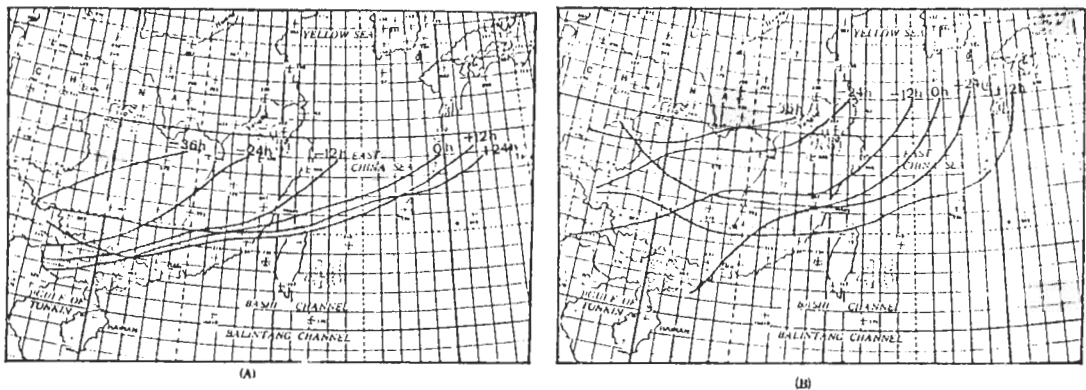


圖8 1965~1984年5~6月台灣北部35次豪雨個案,發生豪雨前36小時(-36h)至後24小時(+24h)之(a)850及(b)700 hPa短波槽頻率最大主軸分佈(陳與吳, 1985)。

五、低層噴流與豪雨

梅雨季鋒面南側低層噴流(low-level jet; LLJ)的存在及其在降水過程所扮演的角色,一直是氣象預報作業上頗受重視的問題之一,而其結構以及形成與演變過程更是很多學者們熱衷的研究對象。有關這些方面的回顧與評介,可參閱陳(1988a)與Chen(1992),本章將注重在低層噴流與豪雨關連的問題。梅雨季之低層噴流一般約出現在850~700 hPa左右之該層鋒面/槽南側,與中尺度對流系統及其伴隨之劇烈降水密切相關(Chen, 1977; Chen and Yu, 1988; 林, 1982; 李, 1982; 柯等, 1986; 黃, 1976; 陳, 1979; 陳與紀, 1978; 劉, 1982)。低層噴流之位置及強度通常可決定有利於MCS發展之地區(例如:Chen, 1977; 丘與廖, 1984; 陳與蒲, 1985),故在華南及台灣地區低層噴流似應為產生對流之原因之一。Chen and Yu(1988)研究1965~1984年5~6月梅雨期台灣北部地區發生的35個豪雨個案($\geq 100 \text{ mmd}^{-1}$)與低層噴流之相關,發現兩者彼此密切關連。例如:在豪雨發生前12小時,台灣北部鄰近地區700 hPa上出現 12.5 ms^{-1} LLJ之機率為84%;反之在700 hPa上該區有LLJ出現時,則有91%機會將在當天或次日出現豪雨。他們的研究結果除顯示LLJ在豪雨發展扮演很重要的角色之外,亦發現豪雨區之積雲對流顯然在勻滑垂直風切,致使豪雨之後LLJ減弱或南移。圖9為北部豪雨發生(oh)前後12小時間700 hPa 12.5 ms^{-1} 與 15 ms^{-1} 之LLJ頻率分佈,台灣北部及下游(東側)網格 12.5 ms^{-1} 之LLJ個案數分別為29(前12小時)、32(豪雨發生時)及22(後12小時), 15 ms^{-1} 之LLJ個案則分別為24、27與19,即LLJ頻率由豪雨發生時至發生後12小時間減少30%。其緊鄰南側網格內 12.5 ms^{-1} LLJ之個案數,由豪雨時之10個增為12小時後之15個,增加50%, 15 ms^{-1} LLJ之個案數由9個增為12個,增加30%。850 hPa上之LLJ個數變化較700 hPa者為大,但趨勢類似,亦即豪雨發生後該區及下游LLJ個數顯著減少,而其南側則顯著增加。蔡與鄭(1987)之合成個案顯示豪雨可能發生在噴流入區右側。Tsay and Kau(1989)分析1979年5~6月梅雨季台灣地區豪雨與700 hPa LLJ之關係,發現LLJ於豪雨前24小時在高層噴流條入區右側形成。蔡(1991)分析TAMEX期間LLJ與豪雨之關係,認為當高層噴流與LLJ平行時,兩者之間為上升運動伴隨高層輻散,在此種環流結構之下當LLJ抵達台灣北端時,將造成台灣地區之豪雨。在實作觀點,因低層噴流與豪雨之密切關係,故準確之低層噴流分析至為重要。低層噴流除可由探空觀測分析外,其存在與細部結構亦可由都卜勒雷達觀測求得。例如Jou and Deng(1992)以雙都卜勒雷達資料分析TAMEX IOP13豪雨個案,發現鋒前1公里高度有明顯西南LLJ,風速可達 20 ms^{-1} ,當其接近鋒前對流降水區時明顯減弱且呈偏轉。圖10為他們所分析6月24日1800 UTC 1公里高度之水平風場及回波分佈,顯見相當均勻的西南氣流約平行於X軸($235^\circ \sim 55^\circ$),LLJ($\geq 21 \text{ ms}^{-1}$)位於圖下方(即範圍東南側),當其接近主要對流降水區時減速且有分流形成。

六、中尺度低壓與豪雨

當梅雨鋒面經過台灣及鄰近地區時,生命史短且垂直發展淺的中尺度低壓系統,常在台灣地區及其鄰近海域形成並近似滯留,影響台灣地區之降水(陳, 1978; 陳與蔡, 1978; 陳與紀, 1980)。陳(1978)利用台灣梅雨期之六年(1972~1977)資料,所分析的台灣地區中尺度低壓頻率及旋生分佈如圖11所示,顯見中尺度低壓之生成具有區域性,主要集中在西北部、西南部與東

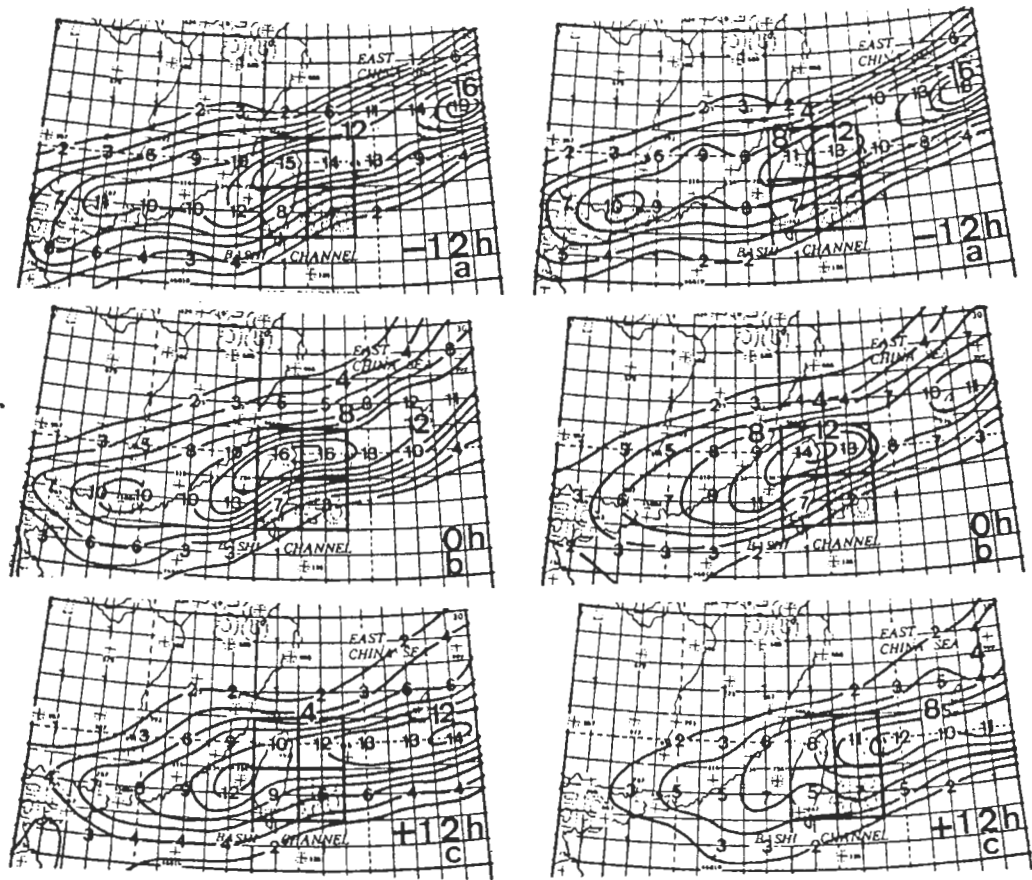


圖9 1965~1984年5~6月台灣梅雨期北部地區35次豪雨個案,在豪雨發生前12小時(-12h)、發生時(0h)與發生後12小時(+12h),700 hPa 12.5 ms^{-1} (左側)與 15 ms^{-1} (右側)低層噴流之頻率分佈。粗實線之方塊為主要討論區(Chen and Yu, 1988)。

南部及其沿海附近。陳(1990a)分析1983~1987年梅雨季之中尺度低壓分佈,亦得類似結果。此種中尺度低壓的生命期平均約12小時,在梅雨後期其生命期有增長趨勢。陳與紀(1980)研究台灣梅雨季降水與中尺度低壓之關係,獲知中尺度低壓對導致臺灣地區豪雨之重要性。例如低壓在新竹沿海時與降水之關係比在其他地區者密切,顯示除地形作用與原已存在的中尺度對流系統外,新竹沿海之中尺度低壓可能亦為增強西南氣流導致暴雨(雨量 ≥ 60 公厘/6小時)之機制。而Chen(1979b)之個案分析顯示,在台灣西南部中尺度低壓之形成與風場變化,對於對流運動與降水之加強相關性甚大。

陳與吳(1985)利用1965~1984年台灣北部發生豪雨之35次個案,以每三小時一次之地面天氣圖,對豪雨前36小時及後24小時間影響台灣地區之低壓加以分析、追蹤及統計。發現台灣北部地區豪雨時之中尺度低壓計19個,占台灣北部豪雨次數(35次)之55%。由上所述,在TAMEX之前有關中尺度低壓之研究已發現其與豪雨之密切關連,而TAMEX之後伴隨豪雨之中尺度低壓研究亦頗受重視(例如:陳與俞,1988;陳,1989;陳,1990b,1990c)。有關台灣及鄰近各區域之中尺度低壓結構與形成機制,可參閱陳(1994)、Chen(1992)與Lin(1993)等之回顧與評介,以及陳(1991,1992,1993)對TAMEX期間東南部之中尺度低壓研究。

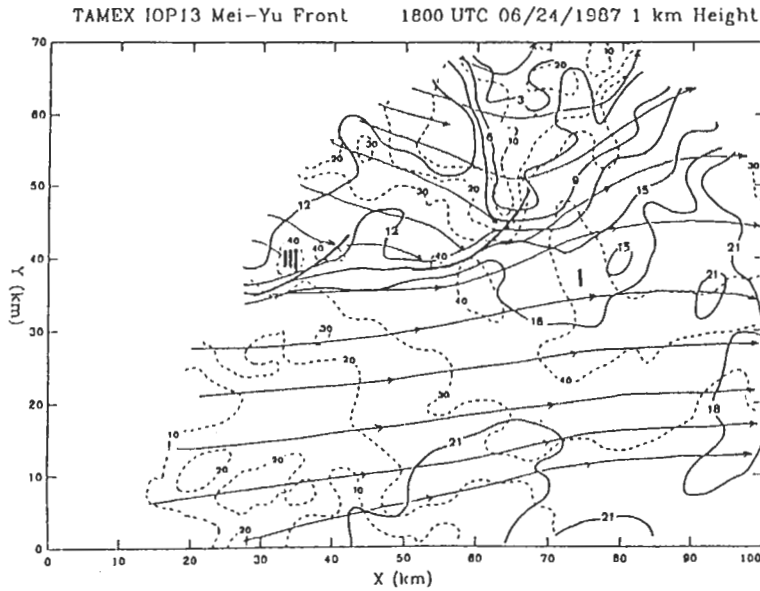


圖 10 1987年6月24日1800 UTC使用CAA與CP-4雙都卜勒雷達所觀測之TAMEX IOP 13鋒前對流,在1公里高度之水平風(相對於地面)及回波分佈。箭頭細實線為氣流線,實線為等風速線($m.s^{-1}$),粗實線為輻合區,虛線為回波等值線(dBz)。X軸由左至右為 $235^{\circ} \sim 55^{\circ}$ (Jou and Deng, 1992)。

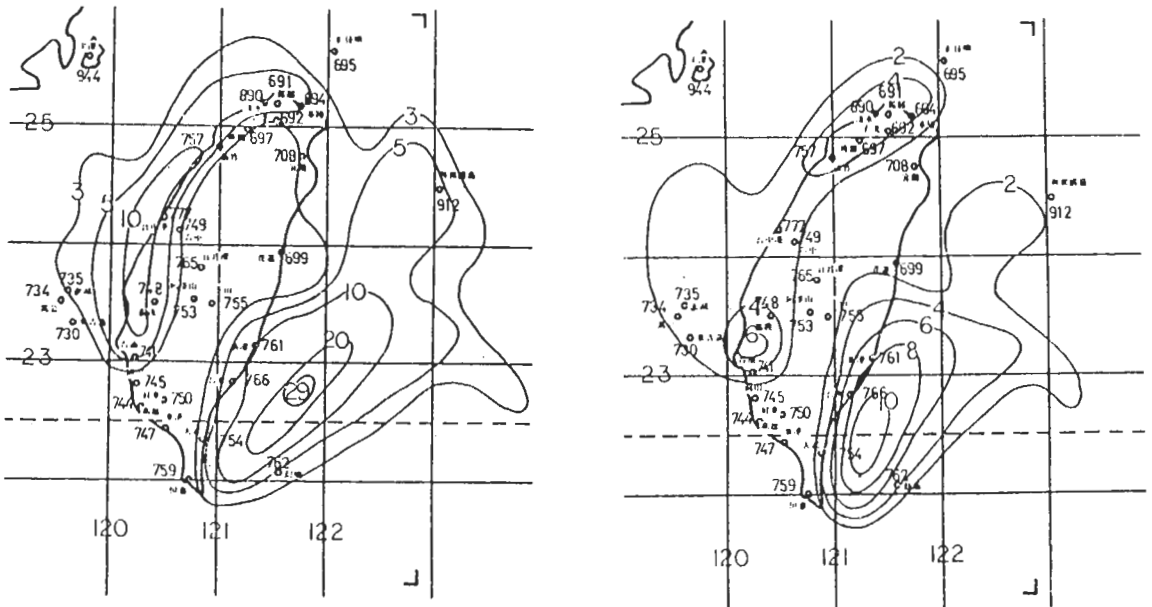


圖 11 1972~1977年5月15日至6月18日間每0.5度經緯度之中尺度低壓(a)出現次數與(b)生成次數(陳, 1978)。

陳(1990b)探討1983~1987年18個伴隨中央山脈以西中尺度低壓之豪雨個案,圖12與13分別為各地區豪雨發生於低壓以南與發生於低壓區內前後12小時之降雨強度變化。顯見,發生在中尺度低壓以南豪雨之降雨強度,各區均於中尺度低壓出現時至出現後6小時之間達最大。發生於中尺度低壓區內之豪雨,北部與南部地區者相似,降雨強度均在低壓出現後6小時達最大

，中部地區與中部山區者則大異其趣。此外，亦發現在低壓以南發生豪雨時，不論豪雨發生之區域(中部地區、中部山區、南部地區)，降雨強度均在低壓出現時大增，雷達回波變化亦然，認為此種變化可能歸因於低壓南側氣壓梯度、地轉氣流與海陸摩擦差異等變化產生之局部輻合變化而來。發生在中尺度低壓區內之北部地區豪雨，於低壓出現時雨量大增，亦可歸因於環流區內氣壓梯度之增大與局部輻合之增強。而發生於中尺度低壓內之中部地區與南部地區豪雨，已存在之中尺度對流系統之潛熱釋放似為形成中尺度低壓之因子，中尺度低壓形成後再加強對流系統，導致降雨強度與雷達回波之增強。陳(1990c)分析這些個案之GMS衛星所觀測之對流強度演變，發現中尺度低壓以南之豪雨個案，在該區之中尺度對流系統於中尺度低壓出現時增強(即深對流面積擴大)，出現後3小時達最強， -61.5°C 雲頂溫度之面積約增至出現時之4倍。中尺度低壓區內之豪雨個案，對流系統亦於低壓出現時增強，出現後3小時達最強。圖14為豪雨發生在中尺度低壓區內或以南時，不同雲頂溫度之面積以及最低雲頂溫度隨時間之變化，顯示對流強度在低壓出現時增強之現象至為明顯。

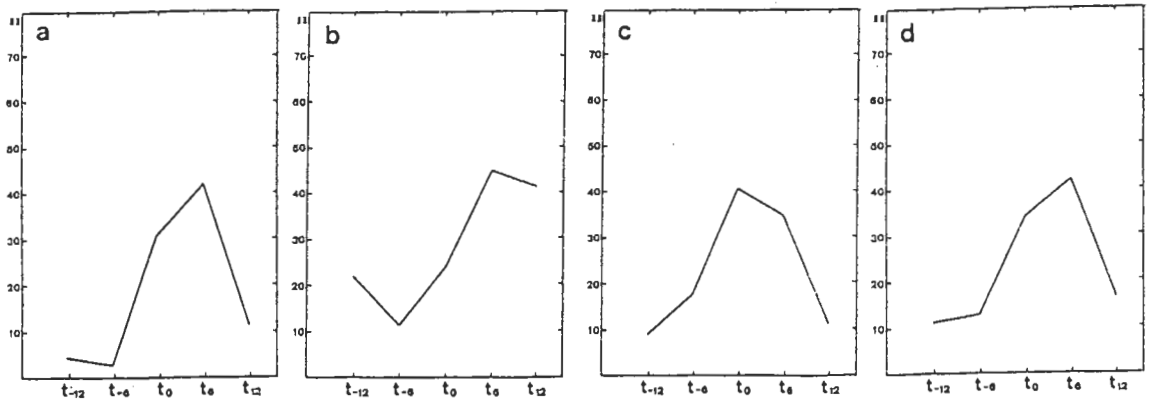


圖 12 1983~1987年梅雨季(a)中部地區(梧棲、台中、嘉義),(b)中部山區(日月潭、玉山、阿里山),(c)南部地區/低壓在海峽(台南、高雄、恆春)與(d)南部地區/低壓在西北部沿海,豪雨發生在低壓以南,在低壓出現前後各12小時間(X軸)之合成降水量(mm/6h)變化。

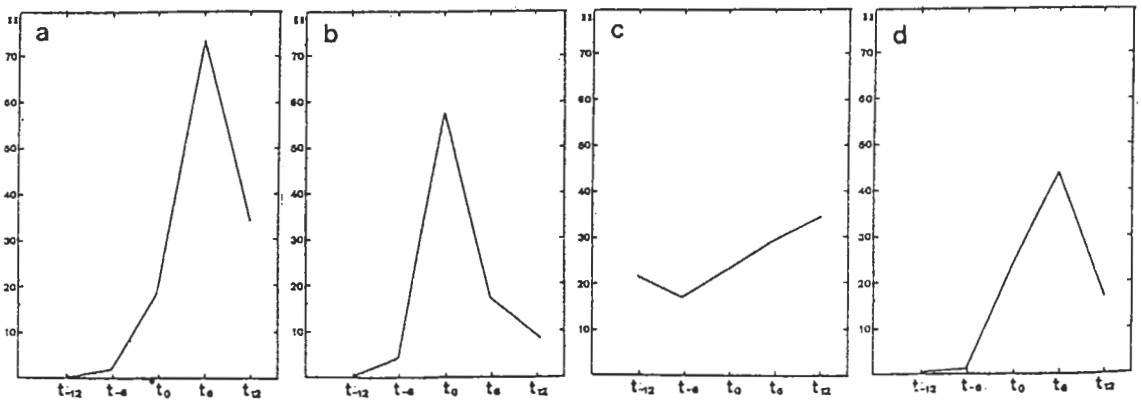


圖 13 1983~1987年梅雨季(a)北部地區(淡水、台北、竹子湖、四十分),(b)中部地區(梧棲、台中、嘉義),(c)中部山區(日月潭、玉山、阿里山)與(d)南部地區(台南、高雄、恆春),豪雨發生在中尺度低壓區內,在低壓出現前後各12小時間(X軸)之合成降水量(mm/6h)變化。

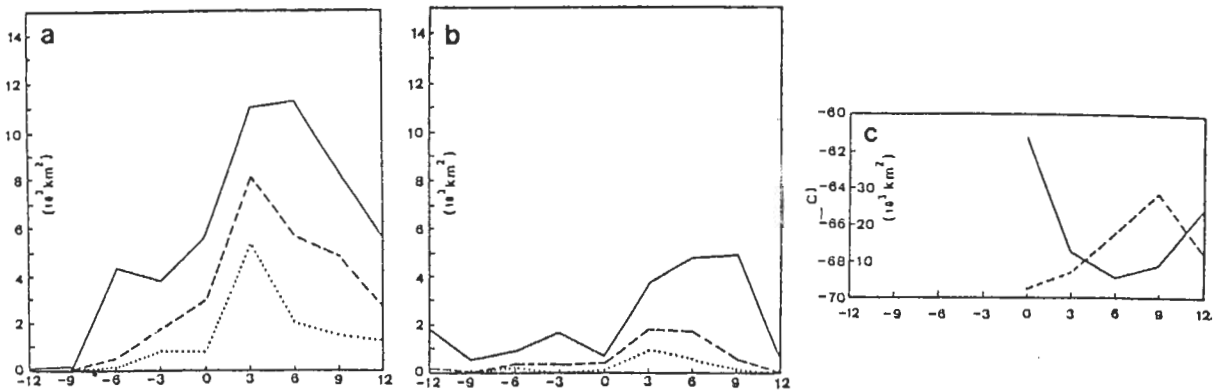


圖 14 1983~1987年梅雨季(a)中尺度低壓以南發生豪雨的個案,在低壓出現前後各12小時(X軸),低壓中心以南 $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ 經緯度範圍內,雲頂溫度 -51.3°C (實線)、 -61.5°C (虛線)與 -70.7°C (點線)之面積(Y軸),(b)中尺度低壓內發生豪雨的個案,在低壓出現前後各12小時內(X軸),以低壓中心為中心的 $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ 經緯度範圍內,雲頂溫度 -51.3°C (實線)、 -61.5°C (虛線)與 -70.7°C (點線)之面積(Y軸)與(c)中尺度低壓內發生豪雨的個案,在低壓出現前後各12小時內(X軸),MCS低於 -51.3°C 的標準化面積(Y軸,虛線)及MCS強度(中心最低雲頂溫度,實線)。在此標準化面積,即以中尺度低壓出現時間或MCS開始形成或移入分析範圍內($1.5^\circ \times 1.5^\circ$ 經緯度)時間為標準化參考,以計算 -51.3°C MCS在範圍內面積及其占總面積%,並求取此MCS各時間之 -51.3°C 對應面積(即總面積 \times %) (陳, 1990c)。

陳與俞(1990)研究TAMEX第一階段之豪雨個案,發現鋒面雖為導致豪雨之重要因子,但其特徵差異無法解釋豪雨之時空分佈,認為中尺度低壓之強弱為決定南部地區豪雨強弱之重要因子。陳等(1992)分析1985年與1986年伴隨豪雨的3個中尺度低壓個案,發現不論豪雨發生在低壓區內或以南,對流之增強與發展均與中尺度低壓密切關連。中尺度低壓環流內近地層輻合,低壓南側西南氣流增強以及其與局部環流(下坡風及陸風)發生之局部輻合,均有利於對流之增強與發展。發生在西南部豪雨的環境,若具有較大之對流可用位能、對流理查遜數與可降水量,則其對流活躍度、對流高度與降雨量亦較大。Chen and Wang(1992)對1985~1987年5個伴隨豪雨之中尺度低壓個案之合成結構探討,發現在梅雨鋒上形成且沿鋒面在台灣海峽東移之低壓,具有較大水平尺度、較長生命期及較深中心氣壓,且豪雨發生在低壓以南之最大輻合區與最強西南氣流區內。在台灣西北及西南地區產生之中尺度低壓,豪雨則發生在低壓區域。不同生命階段之合成結構顯示,發生在低壓中心以南之深對流與豪雨,顯然透過西南氣流和近地層輻合之增強與中尺度低壓之形成和發展密切關連。深對流/豪雨與最大輻合區之密切關係,更顯示邊界層之摩擦輻合效應在決定對流發展之重要角色。Chen and Liang(1992)研究TAMEX IOP10發生於台灣東部的一個中層中尺度渦旋,發現該個案在台灣東北部之豪雨,主要由於渦旋東北側最大風速之特殊結構與地形舉升效應之增強而來。

七、地形效應與豪雨

台灣地形複雜，山地面積約為全島總面積的三分之二，其中主要山脈—中央山脈縱貫南北，平均高度約為2000公尺，最高峰之玉山高度幾達4000公尺。此獨特地形不僅會產生局部環流，並且深深影響梅雨季之降水。氣候資料顯示，六月份台灣各地的月平均雨量，在台灣海峽中部的澎湖為176公厘，往東向中央山脈接近，台中及台南月平均雨量明顯倍增分別為385及387公厘，阿里山的月雨量更高達788公厘為澎湖的4倍，中央山脈以東的花蓮則遞減至200公厘。陳(1978)分析1972~1977年梅雨期的平均雨量地理分佈，情況亦極相近，阿里山超過1200公厘，而花蓮宜蘭地區則不及200公厘，中央山脈東西兩側之顯著差異，顯示地形對雨量分佈之重要性。再者，不論豪雨個案數或日數以及豪雨時 ≥ 15 公厘/時之次數等，在梅雨季之空間分佈(圖2)，亦均顯示中央山脈之地形效應在決定豪雨發生扮演重要角色，在低對流層盛行西南氣流之下，山脈西側迎風面較東側背風面頻率為高，且頻率最大主軸平行於盛行風，而出現在幾垂直於地形最大坡度的台南至阿里山一帶。陳與紀(1978, 1980)、陳與蔡(1978)及吳與王(1985)等發現，因地形作用，在台灣中央山脈西側的中尺度低壓環流會使西南氣流增強，並加劇地形的舉升作用及對流活動，而增加豪雨產生之機會。

TAMEX實施之後，地形效應在豪雨產生所扮演的角色，更是受到普遍的重視，有關地形效應與降水系統關係方面研究之回顧與評介，可參閱Lin(1993)。雖然地形有舉升作用，可增強降水，但TAMEX IOP2之颱風線由海峽東移進入陸地地形區域後減弱消散。Chen / C.S.(1990)利用2維模式探討地形對此颱風線之影響，發現當颱風線移入山區時移速減緩，而在較高高度處因較少水氣內流進入颱風線系統，使得新對流胞減弱而導致系統強度減弱終至消散。Hong and Hu(1989)利用2維模式研究地形引發之豪雨，認為在地形上游區之豪雨可因低層氣流受山脈阻擋產生之舉升而來，而最有利之情況為當地面風速微弱且低層穩定而高層不穩定時。Chen and Chan(1994)利用3維模式探討TAMEX IOP11之局部性豪雨，發現盛行風向極為重要，當風向為 165° 、 190° 或 225° 時，中部山區可產生豪雨。Chen et al.(1991)研究TAMEX IOP8於6月7日午後發生於北部山區之豪雨個案，發現降水系統在山脈西側山坡先行組織成北北東-南南西走向之帶狀結構，隨後東移，最後進入太平洋。圖15為民航局(CAA)中正機場都卜勒雷達觀測到的3維回波隨時間之變化，顯見在1300LST時帶狀結構已形成，隨後東移增強且範圍擴大，1550LST後系統北段漸移入太平洋，系統於1730LST後消散(圖未示)。Jou(1994)利用CAA都卜勒雷達資料，探討1991年6月21日發生於台北與基隆地區之豪雨，導致該次豪雨之對流系統首先於山脊上發展，隨後沿山坡而下並西移。圖16為經台北之西北-東南剖面之水平風與回波分佈。顯見在初期(圖16a, b)之低層氣流存在一些中尺度現象，當天午前北部地區對流層盛行微弱西風氣流，但在山區低層則出現微弱東風氣流。此時山區之淺對流在低層東風內發展，1200LST後(圖16b)山脈西側及台北盆地1.5公里以下出現較強西風($> 5 \text{ m s}^{-1}$)，此較強西風區前緣於1300LST(圖16c)抵達山腳後開始爬坡，此期間對流系統則西移增強，顯示海風環流之存在與對流之增強有密切關連。

八、總結與建議

台灣地區梅雨季的豪雨現象，是現今預報作業上的一項挑戰，也是學術研究上一項極為複雜且有趣的研究主題。目前，我們對於豪雨發生之環境條件(必要條件)已有相當的了解，對於導

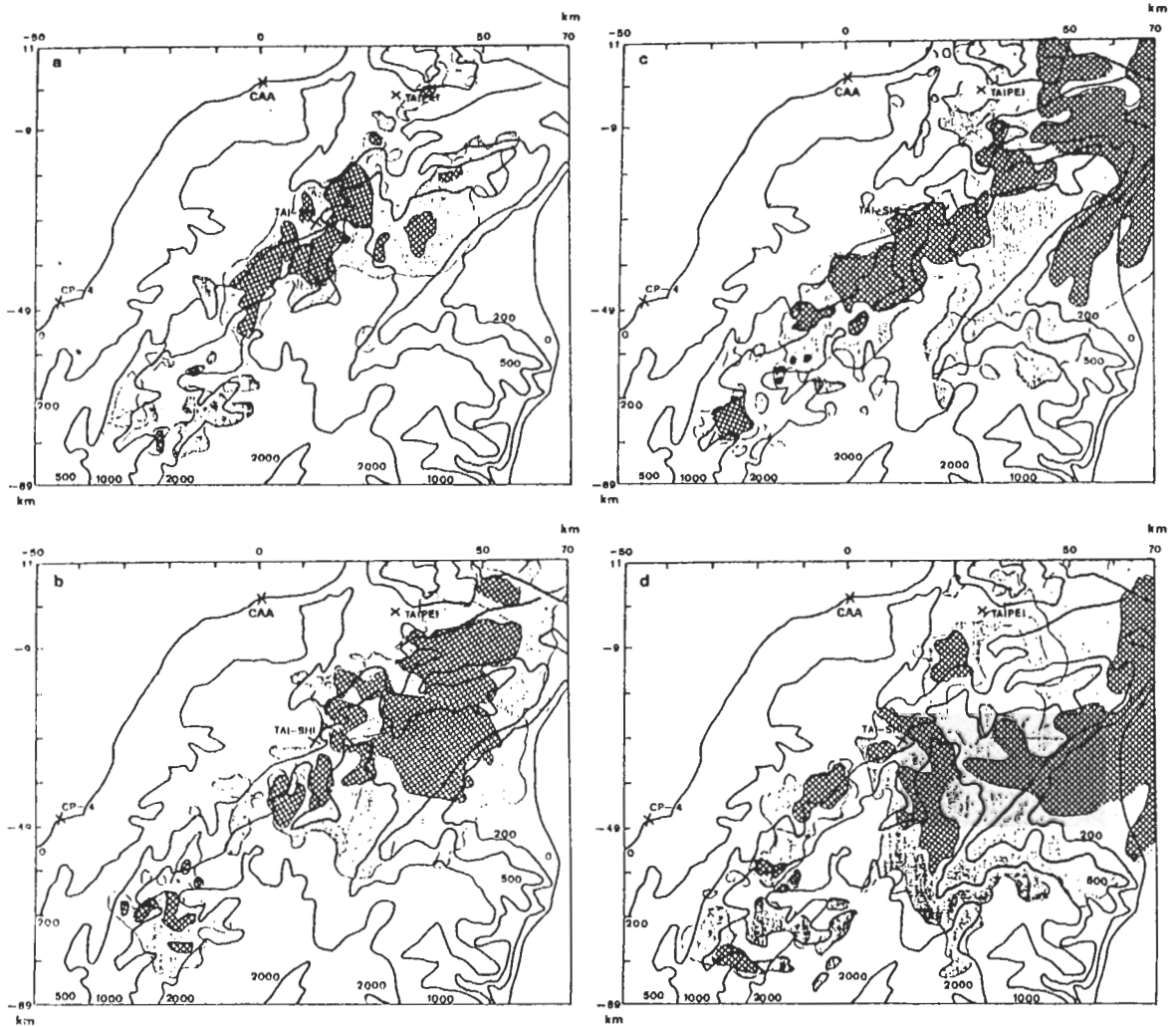


圖 15 1987年6月7日(a)1300,(b)1406,(c)1500與(d)1550 LST CAA都卜勒雷達所觀測之TAMEX IOP 8在台灣北部地區3公里高度之回波。陰影區與斜影區分別為10與30 dBz回波,實線為等高線(m)(Chen et al., 1991)。

致豪雨的激發機制(中尺度環流或過程)亦有一些認識,但是對於大氣內到底存在有那些環境條件與激發機制的適當組合以產生豪雨,所知仍屬有限,亦即我們對於豪雨產生之充分條件並未完全了解。現階段梅雨季豪雨預報能力仍低,且前估小於後符,均為在預報作業上對於豪雨發生之原因仍未能完全掌握的具體反應。本文主要目的在針對有關台灣梅雨季豪雨問題的研究,進行回顧與評介,比較TAMEX前後之研究趨勢,分析研究方法與研究性質的差異,並討論梅雨鋒面、低層噴流、中尺度低壓與地形效應等在產生豪雨所扮演的角色。我們認為唯有加強基礎研究,增加對豪雨的基本了解,預報能力的提昇才能達成。以下為對於今後梅雨季豪雨研究的一些看法,不揣淺陋提出以就教氣象界同仁。

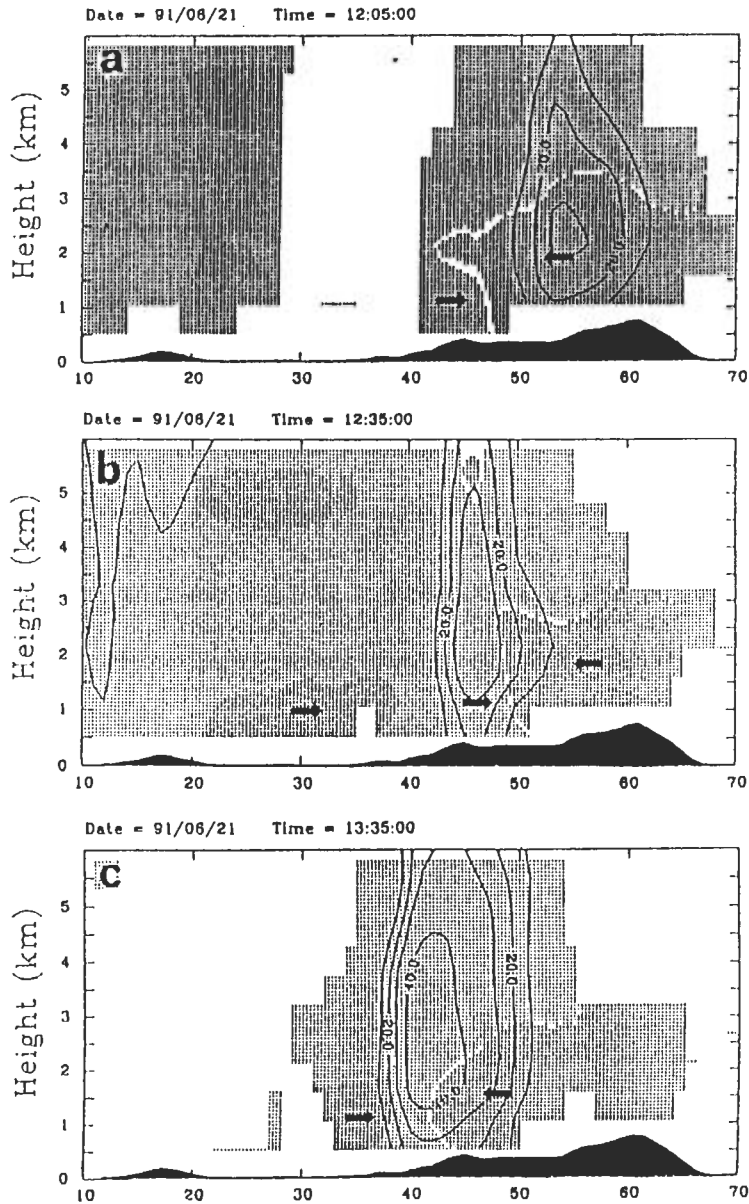


圖 16 1991 年 6 月 21 日 (a)1205,(b)1235 與 (c)1335 LST CAA 都卜勒雷達所觀測在
台灣北部中尺度對流系統之垂直剖面回波 (dBz) 與垂直於風暴系統走向之
風場分佈。剖面為經過台北盆地由西北往東南方向,深陰影區為東風,淺
陰影區為西風,西風內較深陰影區為 $> 5 \text{ ms}^{-1}$,圖底黑區為地形 (Jou, 1994)

1. 在研究方法與研究性質方面, 數值模擬研究與觀測診斷分析研究, 需相輔相成以截長補短, 而天氣動力研究與降水系統研究需密切結合, 以兼顧宏觀與微觀現象。
2. 梅雨鋒面在產生豪雨之確切角色, 至今尚不了解。即使 TAMEX 有密集觀測, 但在有限的空間範圍加上中央山脈地形影響, 使診斷分析受到極大限制。類似 TAMEX 之實驗, 若能涵蓋

華南地區，則有關梅雨鋒面之結構、演變及動力過程方面之研究及其在豪雨扮演的角色，應可在觀測診斷分析與模擬研究配合之下，獲得突破。

3. 低層噴流在豪雨發生所扮演的重要角色雖然已有定性的認識，但原已存在的低層噴流與因盛行風受中央山脈地形阻擋產生之地形噴流(barrier jet)，在豪雨所扮演的確切角色，有待進一步釐清。如同上述台灣地區鋒面研究之受限，若類似TAMEX之實驗能涵蓋華南地區，則低層噴流之結構與動力及其在產生豪雨之確切角色，亦可獲得突破。
4. 中尺度低壓在豪雨之角色不容忽視，但確切過程的了解，則有賴數值模擬研究之配合才有可能。
5. 雖然地形在豪雨的產生非常重要，但確切的效應有待進一步了解。亦即，地形機械式舉升、地形引發之局部環流與地形之動力及熱力效應等，在產生豪雨之確切角色，有賴數值模擬與理論研究的配合。
6. 局部環流，諸如：熱力驅動之海陸風、山谷風或上下坡風以及因地形阻擋產生之局部環流(偏向、分流、繞山、爬山...)，在豪雨產生確切角色之了解，有賴密集觀測之診斷分析與數值模擬研究之配合。

致 謝

感謝莫冬立先生與徐培書小姐在打字與校稿方面之協助，本文在國科會專案計畫NSC84-2111-M-002-021 AP2下完成。

參考文獻

- 王時鼎與丘台光，1984：台灣豪雨特性及其預報研究。天氣分析與預報研討會論文彙編，中央氣象局，117-142。
- 王時鼎、鄭俠、徐晉淮與丘台光，1985：五、六月間台灣地區暴雨之環境條件。天氣分析與預報研討會論文彙編，中央氣象局，55-77。
- 王崇岳，1978：梅雨期台灣地區中範圍天氣之分析與預報。大氣科學，5，15-25。
- 丘台光與廖學鎰，1984：華南及鄰近地區中尺度對流系統之研究。大氣科學，11，85-100。
- 丘台光、廖學鎰與洪理強，1982：民國70年5月28日之豪雨個案研究。中範圍天氣系統研討會論文彙編，中央氣象局，233-247。
- 丘台光與劉復誠，1985a：民國73年6月3日台灣北部地區豪雨之個案研究。大氣科學，12，93-102。
- 丘台光與劉復誠，1985b：六三豪雨之中尺度分析暨近年來北部水患之探討。氣象學報，31，1-14。
- 朱昌敏與陳景森，1988：華南地區中尺度對流系統環境之分析研究。大氣科學，16，349-371。
- 曲克恭與任立渝，1986：梅雨季發生大雨之綜觀預報法，大氣科學，14，17-32。

- 曲克恭、劉廣英、張儀峰與葉文欽，1983a：台灣地區豪雨及暴雨特殊分布之成因。氣象預報與分析，**96**，1-10。
- 曲克恭、劉廣英、張儀峰與葉文欽，1983b：台灣地區豪雨及暴雨特殊分布之成因。氣象預報與分析，**97**，1-15。
- 李汭軍，1992：1992年TAMEX預報實驗之校驗評估。國科會防災科技研究報告81-20號，63頁。
- 李華誕，1982：台灣梅雨期間豪雨個案初步分析。氣象預報與分析，**91**，11-21。
- 林銓，1982：梅雨鋒面過境中正國際機場之個案研究。第三屆大氣科學學術研討會論文彙編，國科會，258-265。
- 吳宗堯與王時鼎，1985：變易季節台灣北部地形加劇鋒面性質降雨機制及結構之初步分析。天氣分析與預報研討會，中央氣象局，73-88。
- 吳宗堯與陳泰然，1987：台灣地區中尺度實驗計畫。國科會防災科技研究報告76-19號，133頁加附錄一至五。
- 吳宗堯、陳泰然、謝信良、喬鳳倫、陳正改、蕭長庚與朱曙光，1984：台灣地區春至初夏之局部性豪雨及其對水稻災害之初步分析。大氣科學，**11**，29-44。
- 宋偉國，1994：TAMEX期間華南梅雨鋒面系統之數值模擬。台大大氣科學研究所博士論文，195頁。
- 周仲島、洪景山與鄧秀明，1990：梅雨鋒面對流雨帶雙都卜勒雷達分析。大氣科學，**18**，239-264。
- 柯文雄、林和與沈鴻禧，1986：低層噴流的數值模擬。第四屆全國大氣科學學術研討會論文彙編，國科會，61-75。
- 紀水上與陳泰然，1984：1981年5月27～28日華南及台灣地區中尺度對流複合系統之初步分析。天氣分析與預報研討會論文彙編，中央氣象局，95-114。
- 紀水上與陳然，1988：中尺度對流複合體環境條件之個案診斷分析：1981年5月27-28日個案。大氣科學，**16**，14-30。
- 紀水上與陳泰然，1989：第一階段TAMEX密集觀測之個案對流系統與降水研究。大氣科學，**17**，59-76。
- 俞川心、徐天佑與呂國財，1982：春末夏初台灣特殊天氣之個案探討。第三屆大氣科學學術研討會論文彙編，國科會279-287。
- 俞川心與黃中成，1975：台灣南部豪雨成因之分析。氣象預報與分析，**65**，33-38。
- 黃中成，1976：低層西風噴射氣流對台灣天氣之影響。氣象預報與分析，**68**，37-45。
- 梁瑞禎、徐天祐與潘大綱，1986：梅雨期間台灣豪雨之個案分析探討。大氣科學，**13**，109-120。
- 曾鴻陽與曲克恭，1989：台灣北部豪雨時空分佈特性。大氣科學，**17**，237-255。
- 陳正改，1979：梅雨鋒面所伴隨之低層噴射氣流和台灣地區豪雨之關係。大氣科學，**6**，29-37。
- 陳正改與蔡清彥，1980：影響台灣北部地區之梅雨系統。大氣科學，**7**，49-58。
- 陳來發，1986：民國七十三年台灣北部地區「六三豪雨」之診斷分析。氣象學報，**32**，29-60。
- 陳景森，1986：1981年5月28日、1983年5月31日及1984年6月3日北部豪雨的氣象要素比較。氣象局氣象科技研究中心技術報告彙編，1，2，35-46。
- 陳泰然，1978：台灣梅雨期之中幅度天氣系統分析。台灣地區災變天氣研討會論文彙編，國科會，150-157。
- 陳泰然，1981：1975年與1977年顯著梅雨系統之特徵。異常氣候研討會論文彙編，中央氣象局，111-130。

- 陳泰然，1985：「劇烈區域性豪雨觀測與分析實驗計劃」之可行性研究。國科會防災科技研究報告73-42號，32頁。
- 陳泰然，1988a：台灣梅雨研究的回顧。科學發展月刊，16，239-266。
- 陳泰然，1988b：東南梅雨鋒面之綜觀氣候特徵研究。大氣科學，16，435-446。
- 陳泰然，1989：台灣梅雨季中尺度低壓與降水研究(二)。國科會防災科技研究報告78-06號，89頁。
- 陳泰然，1990a：台灣梅雨季中尺度低壓之氣候特性。大氣科學，18，73-84。
- 陳泰然，1990b：台灣梅雨季伴隨中尺度低壓之豪雨與雷達回波研究。大氣科學，18，213-228。
- 陳泰然，1990c：台灣梅雨季中尺度低壓與降水研究(三)。國科會防災科技研究報告79-23號，131頁。
- 陳泰然，1991：台灣梅雨季之中尺度現象研究(一)。台大大氣科學研究所研究報告NTUATM-1991-001，136頁。
- 陳泰然，1992：台灣梅雨季之中尺度現象研究(二)。台大大氣科學研究所研究報告NTUATM-1992-001，185頁。
- 陳泰然，1993：台灣梅雨季之中尺度現象研究(三)。台大大氣科學研究所研究報告NTUATM-1993-001，79頁。
- 陳泰然，1994：台灣梅雨季之中尺度現象：中尺度低壓。海峽兩岸天氣與氣候學術研討會論文集編，中國氣象學會，台北，193-211。
- 陳泰然、王重傑與紀水上，1992：梅雨季伴隨豪雨之中尺度低壓個案研究。大氣科學，20，319-339。
- 陳泰然與吳清吉，1978：台灣五大城市之氣候特性分析。大氣科學，5，1-16。
- 陳泰然與吳宗堯，1985：「劇烈區域性豪雨觀測與分析實驗計畫」之先驅研究。國科會防災科技研究報告74-25號，108頁。
- 陳泰然與紀水上，1978：台灣梅雨鋒面之中幅度結構。大氣科學，5，35-47。
- 陳泰然與紀水上，1980：台灣梅雨季之中幅度降水與中幅度低壓研究。大氣科學，7，39-48。
- 陳泰然與俞家忠，1988：台灣梅雨季中尺度低壓與降水研究(一)。國科會防災科技研究報告77-30號，130頁。
- 陳泰然與俞家忠，1990：鋒面中尺度低壓在豪雨之角色：TAMEX第一階段之兩個個案。大氣科學，18，129-148。
- 陳泰然與楊進賢，1988：台灣梅雨期豪雨之時空分佈特徵。大氣科學，16，151-162。
- 陳泰然與蔡清彥，1978：台灣地區梅雨個案之中幅度系統、觀測誤差與平衡w值之分析。台大大氣科學系研究報告Mei-Yu-002，44頁。
- 陳泰然與蒲金標，1985：華南春季低層噴流之形成與台灣北部地區豪雨之個案分析。大氣科學，12，23-32。
- 陳泰然與謝信良，1993：台灣地區中尺度實驗計畫之整體檢討與評估：計畫辦公室(三)。國科會防災科技研究報告82-06號，159頁。
- 陳泰然、謝信良、陳來發與陳清得，1991：台灣地區現階段豪(大)雨預報能力。大氣科學，19，177-188。
- 張儀峰、林沛練、徐天佑與劉廣英，1982：局部暴雨特性之分析研究。中範圍天氣系統研討會論文集編，中央氣象局，317-328。
- 楊正治與郭忠暉，1984：中尺度對流系統與飛行天氣之個案研究。航空氣象與飛航安全研討會論文集編，民航局，344-352。
- 戚啓勳，1987：預報梅雨鋒豪雨之南針。氣象學報，33，1-14。

- 劉廣英，1981：梅雨季中台灣地區豪雨之分析研究。氣象預報與分析，**88**，7-12。
- 劉廣英，1982：民國70年5月28日豪雨與中範圍天氣系統之關係。氣象預報與分析，**91**，1-10。
- 劉廣英與葉文欽，1985：台灣地區豪雨及豪雨實驗計畫。氣象預報與分析，**105**，1-18。
- 鄧仁星與陳景森，1990：台灣地區颱風之環境分析。大氣科學，**18**，149-158。
- 鄧財文、陳景森與陳台琦，1992：1990年6月9日日北部地區豪雨個案的綜觀環境及降水分析。大氣科學，**20**，97-118。
- 蔡清彥，1991：TAMEX期間高低層噴流的耦合情形。大氣科學，**19**，67-87。
- 蔡清彥與盛修慧，1989：TAMEX期間大雨預報校驗。大氣科學，**17**，45-58。
- 蔡清彥與鄭寶鳳，1987：台灣地區梅雨期間低層噴流的結構分析及其與發生豪雨的關係。大氣科學，**15**，1-16。
- TAMEX, 1992：1992年Post-TAMEX預報實驗作業手冊。TAMEX計畫辦公室，台大大氣科學系，4章+附錄。
- Chen, C.-S., 1989：The relationship between low-level lifting and formation of new convection in Mei-Yu season. *Papers Meteor. Res.*, **12**, 1-16.
- Chen, C.-S., 1990：A numerical study of the terrain effects on a squall line. *TAO*, **1**, 73-89.
- Chen, C.-S., 1991：A numerical study of a squall line over Taiwan Strait during TAMEX IOP 2. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2677-2698.
- Chen, C. S., and Y. E. Chan, 1994：On the formation of cloud and precipitation systems in Taiwan during TAMEX IOP #11. *TAO*, **5**, 137-168.
- Chen, C.-S., W.-S. Chen, and Z. Deng, 1991：A study of mountain-generated precipitated systems in northern Taiwan during TAMEX IOP #8. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2574-2606.
- Chen, C. S., T. K. Chiou, and S. T. Wang, 1986：An investigation of mesoscale convective systems associated with Mei-Yu front in SE China from May 26 to 28, 1985. *Papers Meteor. Res.*, **9**, 2, 137-161.
- Chen, C. S., T. K. Chiou, S. T. Wang, S. M. Lin, and C. K. Wang, 1987：Heavy rainfall in Taiwan area on May 28 and 29, 1985. *Bull. Geophys.*, **27-28**, 177-188. (Natl. Central Univ.)
- Chen, G.T.J., 1977：An analysis of moisture structure and rainfall for a Mei-Yu regime in Taiwan. *Proc. Natl. Sci. Council.*, **1**, 11, 1-21.
- Chen, G.T. J., 1979a：On the moisture budget of a Mei-Yu system in southeastern Asia. *Proc. Natl. Sci. Council.*, **3**, 1, 24-32.
- Chen, G.T. J., 1979b：Mesoscale analyses for a Mei-Yu case over Taiwan. *Papers Meteor. Res.*, **2**, 63-74.
- Chen, G.T.J., 1990：Overview of Mei-Yu research in Taiwan. *East Asia and Western Pacific Meteorology and Climate*. World Scientific, Ed. P. Sham and C. P. Chang, pp 14-37.
- Chen, G. T.-J., 1992：Mesoscale features observed in the Taiwan Mei-Yu season. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 497-516.
- Chen, G. T. J., and S.S. Chi, 1980：On the frequency and speed of Mei-Yu front over southern China and the adjacent areas. *Papers Meteor. Res.*, **3**, 31-42.
- Chen, G. T.-J., and H. C. Chou, 1993：On the general characteristics of squall lines observed in TAMEX. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2122-2131.
- Chen, G. T.-J., and C.-Y. Liang, 1992：A mid-level vortex observed in the Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX). *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 497-516.
- Chen, G.T. J., and C. C. Wang, 1992：The composite structure of mesolows accompanying heavy rainfall in the Taiwan Mei-Yu season. *TAO*, **3**, 533-556.

- Chen, G. T.-J., and C.-C. Yu 1988 : Study of low-level jet and extremely heavy rainfall over northern Taiwan in the Mei-Yu season. *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 884-891.
- Chi, S. S., and G. T. J. Chen, 1989 : A moisture budget analysis of two MCC cases during Taiwan Mei-Yu season. *Papers Meteor. Res.*, **12**, 143-157.
- Hong, S. S., and C. Y. Hu, 1989 : On mechanisms of heavy rainfall upstream of mountain. Proc. TAMEX Workshop, Taipei, 321-326.
- Jou, B. J. D., 1994 : Mountain-originated mesoscale precipitation system in northern Taiwan: A case study 21 June 1991. *TAO*, **5**, 169-197.
- Jou, B. J.-D., and S.-M. Deng, 1992 : Structure of a low-level jet and its role in triggering and organizing moist convection over Taiwan: A TAMEX case study. *TAO*, **3**, 3, 39-58.
- Kuo, Y. H., and R. A. Anthes, 1982 : Numerical simulation of a Mei-Yu system over southeastern Asia. *Papers Meteor. Res.*, **5**, 15-36.
- Kuo, Y.-H., and G. T. -J. Chen, 1990 : The Taiwan Area Mesoscale Experiment (TAMEX): An overview. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **71**, 488-503.
- Lin, P.-L., T.-C. C. Wang, and C. C. Yeh, 1989 : Doppler observational study of a long-lived rainband in TAMEX IOP-13. *Papers Meteor. Res.*, **12**, 91-119.
- Lin, Y.-J., S.-W. Chang, and R. W. Pasken, 1993 : The structure of a subtropical prefrontal convective rainfall. Part II : Dynamic and thermodynamic structures and momentum budgets. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1671-1687.
- Lin, Y.-J., R. W. Pasken, and H.-W. Chang, 1992 : The structure of a subtropical prefrontal convective rainband. Part I: Mesoscale kinematic structure determined from dual-Doppler measurements. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 1816-1836.
- Lin, Y.-J., H. Shen, and R. W. Pasken, 1991 : Kinetic energy budgets of a subtropical squall line determined from TAMEX dual-doppler measurements. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2654-2663.
- Lin, Y.-J., T.-C. Wang, R. W. Pasken, and Z. -S. Deng, 1990 : Characteristics of a subtropical squall line determined from TAMEX dual-doppler data. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2382-2399.
- Lin, Y. L., 1993 : Orographic effects on airflow and mesoscale weather systems over Taiwan. *TAO*, **4**, 381-420.
- Tao, W.-K., J. Simpson, and S. T. Soong, 1991 : Numerical simulation of subtropical squall line over the Taiwan Strait. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2699-2723.
- Tsay, C. Y., and W. S. Kau, 1989 : The coupling of upper-level and low-level jet streaks during Taiwan heavy rainfall period in Mei-Yu season. *Papers Meteor. Res.*, **12**, 17-32.
- Wang, T.-C. C., 1988 : The radar analysis of two precipitation systems during 1986 Mei-Yu season. *Papers Meteor. Res.*, **11**, 63-94.
- Wang, T.-C. C., 1989 : The formation of new convection at the intersection of two line echo systems during TAMEX IOP 2. *Papers Meteor. Res.*, **11**, 75-90.
- Wang, T.-C. C., Y.-J. Lin, R. W. Pasken, and H. Shen, 1990 : Characteristics of a subtropical squall line determined from dual-doppler data. Part 1: Kinematic structure. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 2357-2381.

On the Heavy Rainfall Research in the Taiwan Mei-Yu Season

George Tai-Jen Chen

Department of Atmospheric Sciences
National Taiwan University

ABSTRACT

Mei-Yu is considered as a disastrous weather because its heavy rainfall / flash flood can cause remarkable property damage and loss of life. Heavy rainfall in the Mei-Yu season is not only a challenging forecast problem but also is an interesting and complicated research topic. The main reason is that the forecast capability of heavy rainfall is rather limited at the present time. The execution of the 10-year program "Taiwan Area Mesoscale Experiment(TAMEX)" provides an excellent opportunity for studying the mesoscale phenomena related to the heavy rainfall in the Taiwan Mei-Yu season. It is the main purpose of this paper to review the heavy rainfall research in the recent years and to make some recommendations for the unresolved issues.

The spatial and diurnal distribution of the heavy rainfall events is described first. Then the relative importance in improving the basic understanding of heavy rainfall by using different research methodologies is discussed. Finally, the research on various topics in the pre-TAMEX and post-TAMEX era is reviewed and recommendations for the future research in the related fields are made. These include the roles of the Mei-Yu front, the low-level jet, the mesolow, and the topographical effects on the heavy rainfall in Mei-Yu season.

Key Words : heavy rainfall, Mei-Yu front, low-level jet, mesolow, topographical effect, local circulation.